干旱区研究
ARID ZONE RESEARCH

doi:10.13866/j.azr.2018.06.30

天山科其喀尔冰川区复杂下垫面 CO_2 通量贡献区分析①

王 建[1]， 丁永建[2]， 许 民[2]， 许君利[1,2]

（1. 盐城师范学院城市与规划学院，江苏 盐城 224007；2. 中国科学院西北生态环境资源研究院，甘肃 兰州 730000）

摘 要： 大气湍流交换过程中 CO_2 有效源（汇）区域即 CO_2 通量贡献区，在冰川作用区不仅受到水化学侵蚀强度的影响，还受区域微气候的影响，另外，动态的下垫面和复杂地形也增加了实际监测的不确定性。为了评估冰川区 CO_2 通量监测结果的空间代表性，在西天山南坡科其喀尔冰川表碛区利用涡度协方差观测系统进行观测，同时，结合基于 KM 足迹模型基础上开发的 ART Footprint Tool 足迹软件对通量贡献区进行分析，结果表明：① 积雪积累期主风向以 NW 为主，风向频率占 53.31%；积雪消融期和冰川消融初期 NW 向主风减少，偏北的 NNW 风逐渐增多，但冰川消融峰期后又逐渐过渡为 NW 风向。② 积雪积累期雪冰融水几乎消失，但大气 CO_2 通量平均为 $-0.07\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$，尤其是白天为 $-0.88\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$，仍呈没收现象，是由于白天较强辐射下，少量积雪融水引起可溶性物质淋溶过程中水化学反应没收大气 CO_2 所致；而夜间冰川消融峰期 CO_2 通量值平均为 $0.33\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$，呈释放 CO_2 现象，这可能与夜间区域降温及降水过程中溶解的 CO_2 因地表蒸发返回大气所致。③ 通量贡献率 80% 以上的各期 0.5 h 数据占比依次为：积雪积累期（95.80%）> 积雪消融期（93.28%）> 冰川消融峰期（86.13%）> 冰川消融初期（81.88%），而足迹最远点分布距离顺序与前者几乎相反，但均分布在主风向下的冰川中流线上，说明对 CO_2 通量监测值有显著影响的贡献区比较集中，也意味着冰川末端及两侧山脊草地 CO_2 通量变化的影响可以忽略。④ 白天在大气稳态条件下，贡献区解释的 CO_2 通量为（78.55 ± 2.08）%，略高于夜间的（77.72 ± 1.41）%，但显著低于非稳定条件下白天（89.86 ± 0.22）% 和夜间（89.45 ± 0.57）% 的解释结果，进一步验证了 CO_2 通量贡献区比较集中。

关键词： CO_2 通量；贡献区；涡动相关系统；主风向；科其喀尔冰川；天山

涡度协方差技术（EC）是对地表与大气之间物质通量和能量交换进行长期测定的一种微气象观测技术，其观测数据的空间分布和量级的可靠性主要依靠足迹函数或源比重函数来评估[1]，尤其是下垫面不均一情况下，如土地利用差异、不同植被、生物量、土壤类型及叶面指数差异等对物质通量影响程度的分析。同时，足迹函数模型也可以用于地表结构状况，如粗糙度、测量高度和微气象条件（风速、湍流强度和大气稳定性）对物质通量有效源面积的影响分析[2]，为此提出了多种模型进行计算与分析，常用的模型有解析模型、拉格朗日随机扩散模型、大涡模拟模型和闭合模型等[3]，针对每种模型优缺点，郭智娟等[4]、王江涛等[5]和 Arriga 等[2]已经进行对比分析。基于此，利用足迹理论解释和分析复杂地形区大气与生态系统碳交换量的测量结果已经取得很大进展[6-8]。2001 年 Kormann 和 Meixner 提出了基于平流扩散模型的解析式足迹模型（KM 模型），不仅具有一定的物理意义，可以用于日、月、季节、年等的 CO_2 通量动态特征的基本研究，还可用于分析土地利用变化对通量痕迹的影响。在此基础上，瑞士联邦农业研究中心研发了 ART（agroscope reckenholz tanikon Footprint Tool，2007－03－13；1.0 版）足迹软件[6]，在地形复杂区域得到广泛应用[2,4,9-11]，主要功能是分析不同下垫面对碳通量的影响及贡献程度，为碳源/汇的利用与治理提供可靠依据。

目前，对碳通量（正值表示释放 CO_2 到大气中；负值表示大气 CO_2 沉降量，即植物吸收或地表可溶

① 收稿日期：2018－03－30； 修订日期：2018－06－21
基金项目：国家自然科学基金项目（41471060，41401084，41501073，41271078，41771087）资助
作者简介：王建（1979－），男，副教授，博士，主要研究水资源与环境. E-mail：wjshuigong@163.com
通讯作者：许君利. E-mail：xujunli05@lzb.ac.cn

性物质水化学侵蚀过程中没收大气 CO_2 量)的研究和评估不仅在人类作用区,如农田[5,12]、城市及周边区域[4]已经开展了大量研究,在人类影响较小的湿地[9,13]、草地[2]、森林[14-15]、海洋[16-18]、荒漠[11]和积雪[19-20]等不同下垫面区也获得了许多研究成果。近年来,作为占陆地面积11%的冰川分布区,EC 也得到广泛应用,但多集中在能量平衡方面的研究[21-24],对碳通量变化研究多集中于水化学分析方法[25-28],这是因为冰川区复杂的地形条件限制,如动态下垫面的变化会影响仪器架设的稳定性,为 CO_2 通量长期监测带来一定难度。

山岳冰川作为冰冻圈的重要组成部分,不仅是反映气候变化的记录器和预警器[29],也是气候变化的重要驱动因素之一。目前我国西部地区冰川总体处于退缩状态,如天山退缩冰川条数占地区冰川条数的97.52%[30]。在冰川消融加剧背景下,探讨区域驱动水化学侵蚀的关键因子之一,即气/液界面大气 CO_2 通量变化,其不仅对地表水化学侵蚀研究具有一定意义,也为全球碳循环研究提供一些参考。为此,基于 EC 对冰川消融区大气 CO_2 通量监测基础上,利用 ART Footprint Tool 通量足迹软件对科其喀尔冰川表碛区典型期的通量贡献区分布特点进行分析,以期了解 EC 监测复杂下垫面表碛区 CO_2 通量的可靠性,为山岳冰川区的 CO_2 碳源/汇估算分析等提供参考依据。

1　研究区概况

科其喀尔冰川位于新疆西天山托木尔峰南坡,面积82.89 km^2,占流域径流断面控制面积118.12 km^2 的70.2%,冰储量15.79 km^3[31]。消融区长度约19.0 km,面积30.6 km^2,但有冰碛物覆盖的占83%,且厚度分布差异较大,海拔3 700 m以上呈不连续分布,海拔3 700 m以下,随海拔降低厚度逐渐增大,至冰川末端厚度超过2.0 m[32],受此影响,风场、湍流运动及下垫面都与森林、草地及农田等具有明显区别。区域1月份在西风环流和蒙古高压控制下气温最低,2月得到发展的热低压引起地表升温过程中,温度变化剧烈,3—4月径流以季节性积雪消融为主。因日内正积温逐渐增大,5月后径流逐渐过渡为以冰川积雪消融补给为主。在7—8月气温达到年内峰值后高山冰川积雪消融逐渐减弱,积雪从雪线附近随气温降低再次沿冰川流向逐渐覆盖整个冰川区,冷空气在9月底或10月初显著增强,冰川积雪融水逐渐减弱,进入积雪积累季节。流域降水主要以固态降水为主,5—9月的暖季相对集中,占80%以上[31],但夏季海拔3 300 m以下区域主要以降雨为主,受积雪分布和厚度影响,冰川消融前期空气动力学粗糙度较消融期大,另外白天大气处于不稳定层结时,空气动力学粗糙度值也较大[33]。EC 和常规气象观测系统位于相对平坦开阔的具有0.72 m厚的表碛物覆盖的冰川消融区(41°42.5′N,80°08.6′E,海拔3 212 m),如图1,且距东、西侧侧脊及下游冰川末端草地分别约710 m、920 m和1 850 m,观测位置海拔偏低,但受表碛物覆盖影响,冰川消融较弱,仪器下垫面较为稳定,不会因冰川消融导致仪器发生严重倾斜或倒地。

2　数据采集与处理

2.1　观测方法及数据处理

仪器采用开路涡度协方差观测系统(open path eddy covariance, OPEC)[33],因高程及冰崖分布差异较大(图1),传感器安装高度为2.0 m,目的是减小复杂地形对 EC 监测通量的影响。常规气象观测系统传感器分别有2.0 m和1.0 m高度的风速风向、温度湿度传感器,1.5 m高度的太阳总辐射,地面反射辐射和净辐射传感器。同步进行的还有距冰川末端出水口约600 m的水文控制断面及营地气象观测场,后者主要是利用环境梯度观测系统进行2 m、4 m和10 m高度风速、风向、温度、湿度观测,3.5 m高度开展四分量辐射观测和降水观测。

2015-07-22—2016-08-31是较为典型的积雪积累期(12月至翌年1月)、积雪消融期(4月)、冰川消融初期(6月)和峰期(7—8月),采集的通量数据和微气象数据均进行质量控制,分析之前,先进行预处理,包括野点剔除、三维坐标旋转和 WPL 校正等[4,7,19]。

因通量监测数据受降水、露、雾等野外气候条件影响及仪器本身的原因,部分数据不合理,需要进行剔除[34-35]。处理后,积雪积累、积雪消融、冰川消融初期和峰期可用通量数据分别达89.3%、87.9%、82.3%和76.7%。对于缺失间隔2 h内的数据参考国际上通用的线性内插方法[36-37]进行插补;缺失超过2 h的,通过建立碳通量值(Fc_wpl)与环境因子净辐射(NR)之间的线性关系式进行插补[36],研究

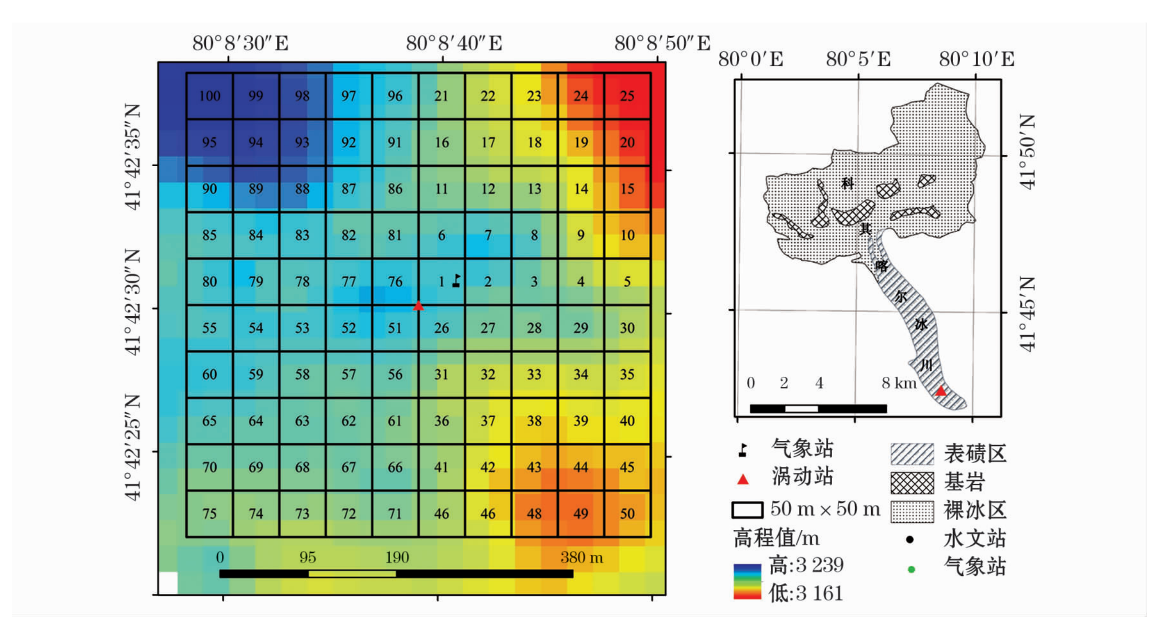


图 1 科其喀尔冰川表碛区监测站周围地形分布示意图

Fig. 1 Sketch map of surface moraine area of the Koxkar Glacier and the terrain distribution around the monitoring station

表 1 典型期碳通量值与净辐射的相互关系

Tab. 1 Interrelation between carbon fluxes and net radiation at the typical phases

期	方程	R^2	方程编号
积雪积累	Fc_wpl[1] = -0.000 6 × NR - 0.022 8	0.426	(1)
积雪消融	Fc_wpl = -0.000 3 × NR - 0.010 1	0.625	(2)
冰川消融初期	Fc_wpl = -0.000 2 × NR - 0.003 6	0.654	(3)
冰川消融峰期	Fc_wpl = -0.000 2 × NR - 0.001 6	0.640	(4)

注:Fc_wpl 的单位为 $mg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$;NR 的单位为 $W \cdot m^{-2}$。

区的碳通量缺失数据插补方程如表 1,均通过显著性 <0.01 检验。

2.2 ART Footprint Tool 足迹软件

2001 年 Kormann 等[38]在近地层风速廓线、湍流扩散系数和近地层面的相似理论基础上建立通量足迹解析解,即 KM 模型,核心方程是二维足迹密度函数 $\varphi(x,y)$ 的确定:

$$\varphi(x,y) = D_{xy} \times C \times \exp\left(-\frac{B}{x}\right) \times x^{-A} \quad (5)$$

$$D_{xy} = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \times D \times x^{E}} \times \exp\left(-\frac{y^2}{2(D \times x^{E})^2}\right) \quad (6)$$

式中:D_{xy} 是描述高斯侧风分布;参数 A、B、C 是描述侧风集成分布;D 和 E 描述特定侧风分布[4,6]。

在 KM 模型基础上,利用瑞士联邦农业研究中心开发的 ART Footprint Tool 足迹软件,输入参数包含:时间、摩擦风速、奥布霍夫长度(L)、横向风速脉动、风速风向、下垫面信息等。输出参数为:零平面位移、足迹覆盖的范围,区域及各贡献区的足迹贡献等[39]。

3 结果与分析

通量贡献区划分为 100 个 50 m × 50 m、80 m × 80 m、100 m × 100 m 及 200 m × 200 m 的单元格,并考虑冰崖分布状况,利用 ART Footprint Tool 足迹软件进行贡献区范围试验。因大量单元格上 CO_2 足迹贡献小于 0.1%,为此,选取可以解释总 CO_2 通量 80% 的下垫面 50 m × 50 m 的 100 个单元格范围进行通量足迹分析(图 1),区域海拔最高 3 239 m,最低 3 161 m,有裸冰(污化冰)出露的冰崖主要分布在 18、19、20、22、23 号和 86 号单元格内。

3.1 区域主风向分析

积雪积累期、积雪消融期、冰川消融初期和峰期的不同风速风向频率分布如图 2,受冰川发育的山谷地形及区域微气候的影响,边界层内各时段风向总体以 NW 为主,这与王玉玉等[33]分析结果一致,类似韩海东等[31]分析此冰川区海拔 3 700 m 风向,但是风速和分布频率存在较大差异。在积雪季节,NW 向的风居支配地位,风频占 53.31%,平均风速为 2.44 $m \cdot s^{-1}$,其中 2 ~ 4 $m \cdot s^{-1}$ 的风占比达 45.73%。积雪消融季节和冰川消融初期,NW 向的风频明显减少,分别占 22.00% 和 22.76%,偏北的 NNW 风逐渐增多,分别占 15.68% 和 25.61%,而平

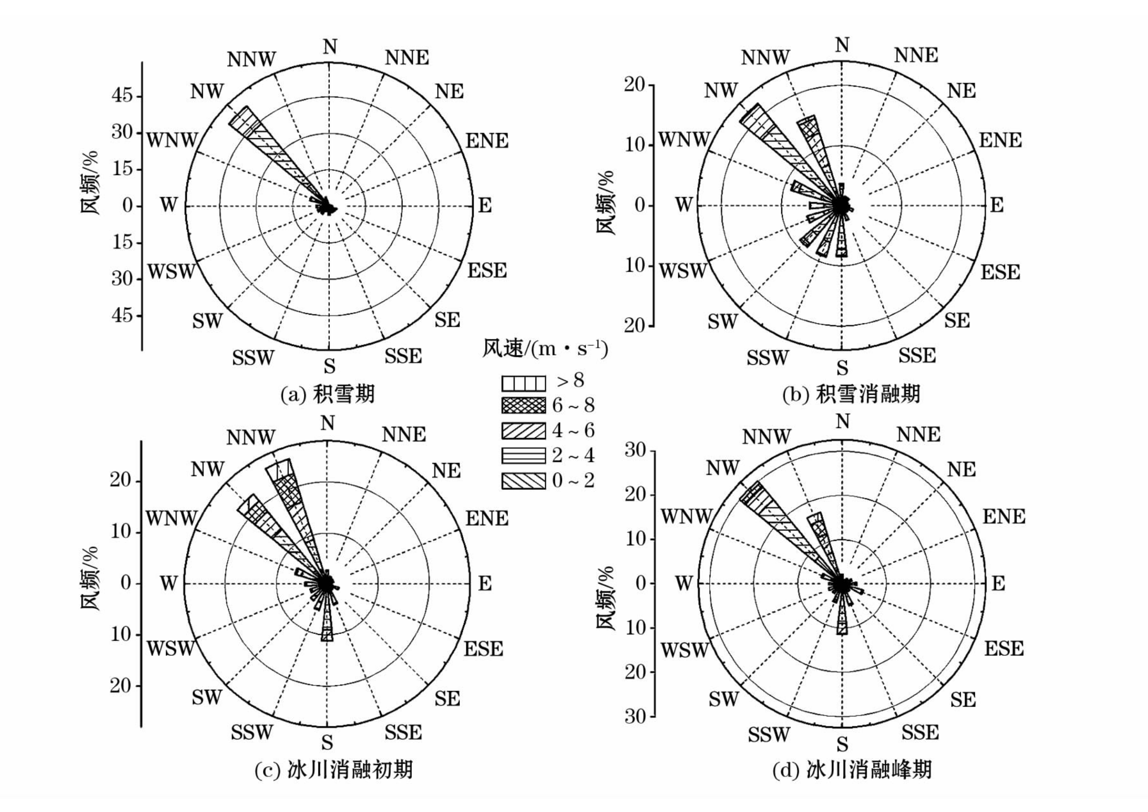


图 2　新疆天山南坡科其喀尔冰川区风玫瑰图

Fig. 2　Wind rose diagram in the Koxkar Glacier area in the south Tianshan Mountains

均风速分别为 2.94 $m \cdot s^{-1}$ 和 3.64 $m \cdot s^{-1}$,呈增加趋势,尤其是后者,大于 8 $m \cdot s^{-1}$ 的强风相对较多,占比达 4.86%,是积雪积累期的 20.22 倍。冰川消融峰期以后,NNW 风占比逐渐减少,类似冰川积累期的 NW 风再次成为主风,平均风速为 2.93 $m \cdot s^{-1}$,比张勇等[40]2004 年 2.33 $m \cdot s^{-1}$ 的分析结果大 25.75%。由于白天大气处于不稳定层结,湍流作用较强,夜间近地层大气表现为逆温,湍流活动相对较弱,白天风速略大于夜间[41]。

3.2　典型期 CO_2 通量差异

观测期监测点 CO_2 通量平均为 −1.84 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$,大于 Tortell 等[16]研究南极 Amundsen 海的海冰分布区没收大气 CO_2 通量 −15.9 $mmol \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$(即 −0.70 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)的结果,与 Fortuniak 等[42]在中欧湿地的年 CO_2 没收量 −560 ~ −980 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$(即 −1.53 ~ 2.68 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)结果类似,总体因表碛区可溶性物质化学反应呈现为没收大气 CO_2。但各典型期 CO_2 通量观测结果差异较大(表 2),积雪积累期气温平均为 −10.0 ℃,雪冰融水几乎消失,但大气 CO_2 通量平均为 −0.07 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$,尤其是白天为 −0.88 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$,仍呈现为没收现象,这是因为大气中悬浮物质沉降,导致部分积雪层被严重污化,白天较强太阳辐射导致少量表层积雪融化,可溶性物质淋溶过程中水化学反应没收大气 CO_2 所致[43-44],如方程(7)~(8)。积雪消融期 CO_2 通量为 −3.01 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$,远高于冬季积雪积累期,这不仅归因于积雪层内淋溶作用,大量积雪融水径流发育、形成过程中表碛物表面可溶性物质水化学反应也可没收 CO_2,但通量略小于冰川消融初期,可能是积雪消融季节平均气温仅为 2.0 ℃,冰面表碛物几乎处于冻结状态,抑制了融水下渗,限制了表碛物内部可溶性物质溶解于水发生碳酸盐水解等化学反应。冰川消融峰期通量平均值为 −2.26 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$,较积雪消融和冰川消融初期小,可能是因为前者水化学反应多集中于监测点附近表碛物底部的冰川冰表面,受较厚的表碛物抑制大气 CO_2 交换;也可能是较厚表碛物抑制了冰川消融,较少的融水抑制了可溶性物质水解作用[方程(7)~(8)],结果呈现为 CO_2 没收量相对较少。

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^- \quad (7)$$

$$CaAl_2Si_2O_{8(s)\,Anorthite} + 2CO_{2(aq)} + 2H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^- + H_2Al_2Si_2O_{8(s)\,Weathered} \quad (8)$$

表 2　各典型期表碛物区 CO_2 通量变化

Tab. 2　Variation of CO_2 fluxes over the surface moraine area during the typical periods　/($g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)

时期	白天(8:00－20:00)	夜间(20:00－8:00)	平均值	最大值	最小值
积雪积累期	－0.88	0.77	－0.07	2.13	－5.7
积雪消融期	－5.8	－0.1	－3.01	0.19	－9.87
冰川消融初期	－6.37	－0.4	－3.46	－0.13	－7.99
冰川消融峰期	－4.73	0.33	－2.26	0.92	－10.22

另一方面,各个典型期通量均值存在显著的昼夜差异。白天因气温升高和太阳辐射增大,雪冰消融加剧引起水化学侵蚀加强,通量平均值均呈负值,呈现没收大气 CO_2。夜间的积雪积累季节和冰川消融季节通量平均值呈正值(表 2)。前者夜间气温平均为－10.5 ℃,白天太阳辐射影响下消融的积雪融水,夜间发生再冻结,部分溶解于液态融水的 CO_2 可能发生释放,呈现正通量值;后者夜间通量值平均为 0.33 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$,这可能与研究区降水的年内及日内分布时间有关。冰川消融峰期降水量为 306.4 mm,占 2015－09－01—2016－08－31 完整年降水 628.6 mm 的 48.74%,其中 45.76% 降水发生在 20:00—8:00,期间平均气温达 10.8 ℃,降水过程中大量溶解的 CO_2 因地表蒸发可能返回大气中。

3.3　通量贡献区的范围

冰川区地形复杂,通量观测点位置的选取及仪器监测有效范围的确定是精确分析和研究区域碳通量的基础。利用 ART Footprint Tool 足迹软件对 2015—2016 年 4 个典型期通量数据进行分析,CO_2 通量足迹最远点分布如图 3,4 个典型期 0.5 h 的数据最远点距离和分布频率存在较大差异,最远点主要分布在冰川中流线附近的主风向上,距离依次为:冰川消融峰期(1 485.77 m)＞冰川消融初期(1 162.43 m)＞积雪消融期(595.06 m)＞积雪积累期(497.30),基本类似于各期的风速,这与城市和湿地的风对 CO_2 通量有协同作用相一致[4,39]。受地形和风速风向的影响,积雪积累期最远点集中分布在 110°～340°之间,明显区别于主风向 NW,这可能是由于微风或无风时,较低海拔区域气温相对较高[31],积雪在太阳辐射作用下发生短时间融化,雪层内可溶性离子淋溶过程中没收大气 CO_2 所致。随之积雪消融期最远点主要分布集中在225°～

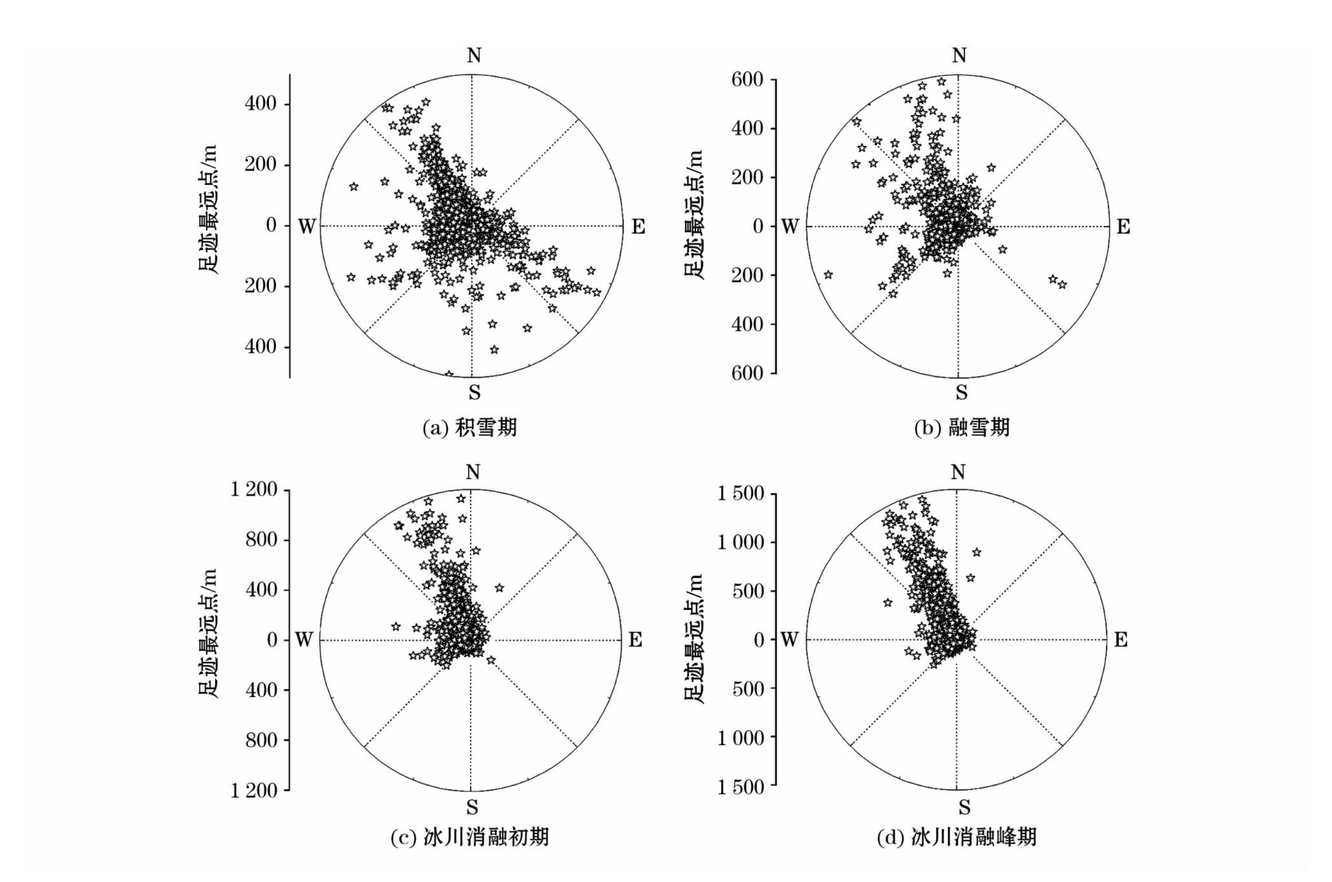


图 3　各个典型期通量贡献足迹最远点分布

Fig. 3　Distribution of farthest contribution footprints from the sensor during the typical periods

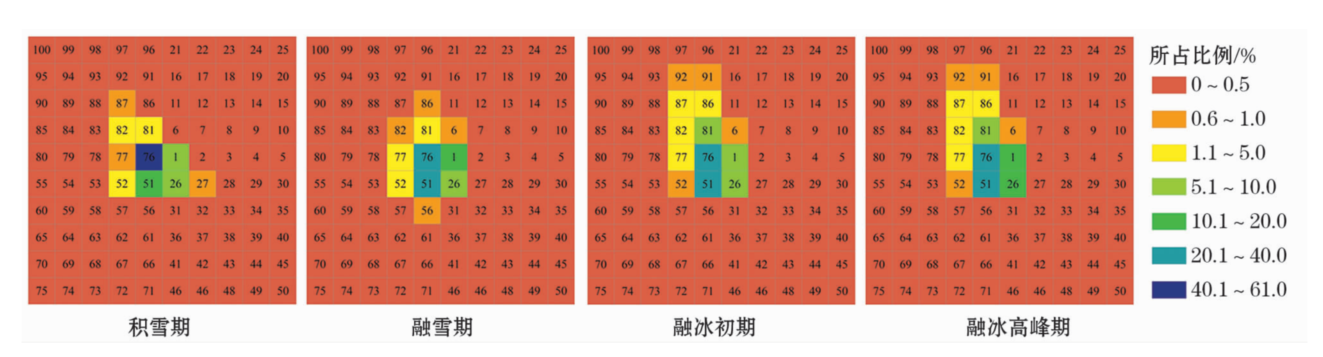


图 4　EC 站点周围 100 个 50 m×50 m 单元格中 CO_2 足迹贡献分布

Fig. 4　Spatial distribution of CO_2 footprint contribution of 100 50 m×50 m cells around the eddy covariance station

360°之间、冰川消融初期和峰期的足迹最远点分布方位几乎与风速风向分布一致，说明受风速增大影响，最远点分布方向逐渐趋于集中，也意味着冰川末端及两侧山脊的草地 CO_2 通量变化对 EC 点 CO_2 通量观测的影响基本可以忽略，观测的 CO_2 通量变化主要受到冰（表碛物）–气界面融水中可溶性物质水化学反应的影响。

另外，计算结果表明通量贡献率 80% 以上的各期 0.5 h 数据占各期总数据比例分别为：积雪积累期（95.96%）＞积雪消融期（93.75%）＞冰川消融峰期（86.30%）＞冰川消融初期（82.35%）。CO_2 通量足迹贡献区主要集中在 EC 站周围 150 m 之内（1、2、6、26、27、31、51、52、76、77、78、81 号和 82 号共 13 个单元格），如图 4，合计贡献率顺序与前者一致，占比分别为：92.81%、90.08%、86.49% 和 85.56%。最远单元格 78 号中心点离观测站仅 127.48 m，在 4 个典型期中贡献率平均最大值仅 0.2%，这也说明对 EC 的 CO_2 通量值有显著影响的贡献区比较集中，验证了冰川周围草地 CO_2 通量对 EC 几乎没有影响。另一方面，有裸露冰崖分布的 18、19、20、22、23 号和 86 号单元格消融量及水化学侵蚀较强，但距 EC 较远，贡献率平均都在 0.32% 以下，其影响也可以忽略不计。

进一步依据莫宁—奥布霍夫长度（L）值，据方程（9），划分边界层大气为稳定态（$L>0$）和非稳定态（$L<0$），结果如表 3。各典型期稳定态的时间，白天占比为（30.07±4.88）%，显著低于夜间稳定态的时间占比（58.11±39.54）%，更显著低于冰川消

表 3　大气稳定与非稳定态条件下 CO_2 贡献区主要参数对比

Tab. 3　Compared results of the main parameters for the CO_2 contribution area under atmospheric stable and unstable statuses

时期	昼夜	L 值	风速均值 /(m·s^{-1})	时间占比 /%	解释通量比例 /%	最远点距离 /m	平均距离 /m
积雪积累期	白天	$L>0$	2.10	34.95	79.62	497.30	159.19
		$L<0$	2.66	65.05	89.65	290.24	77.88
	夜间	$L>0$	2.12	18.57	77.90	473.77	160.42
		$L<0$	2.68	81.43	89.81	283.10	84.59
积雪消融期	白天	$L>0$	3.08	26.76	80.62	592.06	134.85
		$L<0$	3.70	73.24	90.08	178.73	50.98
	夜间	$L>0$	3.51	64.86	79.13	595.06	189.65
		$L<0$	3.48	35.14	89.73	207.26	68.76
冰川消融初期	白天	$L>0$	4.90	26.43	76.96	1 162.43	220.18
		$L<0$	3.80	73.57	89.74	368.18	70.98
	夜间	$L>0$	4.20	76.98	76.44	1 136.46	249.82
		$L<0$	3.28	23.02	88.88	314.92	88.08
冰川消融峰期	白天	$L>0$	3.97	32.14	76.97	1 468.18	244.91
		$L<0$	3.31	67.86	89.96	321.59	66.66
	夜间	$L>0$	3.28	72.05	77.40	1 485.77	261.21
		$L<0$	2.41	27.95	89.36	322.94	70.41

注：L 为莫宁—奥布霍夫长度。

融初期和峰期夜间稳定态的时间占比 76.98% 和 72.05%,说明研究区白天受地形和下垫面影响,太阳辐射差异形成的山谷风引起边界层大气湍流显著,这与王玉玉等[41]分析科其喀尔冰川表碛物区小气候时,白天大气处于不稳定层结,湍流作用较强,夜间近地层大气表现为逆温,湍流活动相对较弱的结果一致。与之对应的,白天在大气稳态条件下,各个典型期栅格贡献区解释的 CO_2 通量观测结果平均为(78.55 ± 2.08)%,略高于夜间稳态条件下解释结果(77.72 ± 1.41)%,但是显著低于非稳定条件下白天(89.86 ± 0.22)% 和夜间(89.45 ± 0.57)% 的解释结果。

$$L = -\frac{u_*^3 T_v}{kgQ_{vo}} \tag{9}$$

式中:k 为冯卡门常数;g 为重力加速度;Q_{vo} 为近地面层的位温;u_* 为摩擦速度;T_v 为垂直方向湍流速度和位温涨落的协方差,正比于湍流热通量。

其次,大气稳定态条件下各典型期碳通量足迹最远点平均距离为 202.53 m,显著高于非稳定态最远点平均距离 72.29 m;类似地,稳定态条件下最远点距离 1 485.77 m,是非稳定态最大距离的 4.04 倍,这与吴东星等[12]研究华北平原冬小麦农田生态系统大气稳定态条件下通量贡献区范围大于非稳定态条件范围一致。

4 结 论

利用涡度协方差技术,基于 ART Footprint Tool 足迹软件对新疆西天山科其喀尔冰川表碛物区进行了连续 1 个完成年通量观测,具体结果如下:

(1) 因下垫面可溶性物质在雪冰融水条件下发生水化学反应,各个典型期均呈现没收大气 CO_2 现象,甚至在积雪积累期白天较强辐射条件下,雪层内少量积雪融水也可引起淋溶过程中可溶性物质水化学反应没收大气 CO_2。

(2) 对比通量贡献率 80% 以上的各期 0.5 h 数据占比:积雪积累期(95.96%)占比最大,其次是积雪消融期(93.75%)、冰川消融峰期(86.30%),冰川消融初期(82.35%)占比最少,而足迹最远点分布距离顺序与前者几乎相反,但均分布在主风向下的冰川中流线上,说明对 CO_2 通量监测值有显著影响的贡献区比较集中,也意味着冰川末端及两侧山脊的草地 CO_2 通量变化的影响基本可以忽略。

(3) 大气稳定态条件下各典型期碳通量足迹最远点平均值显著高于非稳定态最远点均值,类似地,稳定态条件下最远点距离是非稳定态最大距离的 4.04 倍。

参考文献(References):

[1] Nicolini G, Fratini G, Avilov V, et al. Performance of eddy-covariance measurements in fetch-limited applications[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2017, 127(3-4): 829-840.

[2] Arriga N, Rannik Ü, Aubinet M, et al. Experimental validation of footprint models for eddy covariance CO_2 flux measurements above grassland by means of natural and artificial tracers[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2017, 242: 75-84.

[3] Pandey D, Agrawal M, Pandey J S. Carbon footprint: Current methods of estimation[J]. Environmental Monitoring and Assessment, 2011, 178(1-4): 135-160.

[4] 郭智娟,龚元,张凯迪,等. 复杂下垫面下不透水层的 CO_2 通量足迹分析——以上海市奉贤大学城为例[J]. 环境科学学报, 2018, 38(2): 772-779. [Guo Zhijuan, Gong Yuan, Zhang Kaidi, et al. CO_2 flux footprints of impervious layer on complex land surface: A case study at the Fengxian College Park, Shanghai[J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2018, 38(2): 772-779.]

[5] 王江涛,周剑虹,欧强,等. 崇明东滩滨海围垦湿地 CO_2 通量贡献区分析[J]. 生态与农村环境学报, 2014, 30(5): 588-594. [Wang Jiangtao, Zhou Jianhong, Ou Qiang, et al. CO_2 flux footprint analysis of coastal polder wetlands in Dongtan of Chongming[J]. Journal of Ecology and Rural Environment, 2014, 30(5): 588-594.]

[6] Neftel A, Spirig C, Ammann C. Application and test of a simple tool for operational footprint evaluations[J]. Environmental Pollution, 2008, 152(3): 644-652.

[7] Sogachev A, Dellwik E. Flux footprints for a tall tower in a land-water mosaic area: A case study of the area around the Risφ tower[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2017, 237: 326-339.

[8] Fry J, Lenzen M, Jin Y, et al. Assessing carbon footprints of cities under limited information[J]. Journal of Cleaner Production, 2018, 176: 1 254-1 270.

[9] Zhang F W, Liu A H, Li Y N, et al. CO_2 flux in alpine wetland ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau, China[J]. Acta Ecologica Sinica, 2008, 28(2): 453-462.

[10] 龚元,赵敏,姚鑫,等. 城市生态系统复合下垫面碳通量特征——以上海市奉贤大学城为例[J]. 长江流域资源与环境, 2017, 26(1): 91-99. [Gong Yuan, Zhao Min, Yao Xin, et al. Study on carbon flux characteristics of the underlying surface of urban ecosystem: A case study of Shanghai Fengxian university city[J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2017, 26(1): 91-99.]

[11] Meyer W, Kondrlovà E, Koerber G. Evaporation of perennial semi-arid woodland in southeastern Australia is adapted for irregular but common dry periods[J]. Hydrological Processes, 2015, 29(17): 3 714-3 726.

[12] 吴东星,李国栋,张茜. 华北平原冬小麦农田生态系统通量贡

献区[J]. 应用生态学报,2017,28(11):3 663 - 3 674. [Wu Dongxing, Li Guodong, Zhang Xi. Flux footprint of winter wheat farmland ecosystem in the North China Plain[J]. Chinese Journal of Applied Ecology,2017,28(11):3 663 - 3 674.]

[13] Yang W B, Yuan C S, Tong C, et al. Diurnal variation of CO_2, CH_4 and N_2O emission fluxes continuously monitored in-situ in three environmental habitats in a subtropical estuarine wetland[J]. Marine Pollution Bulletin,2017,119(1):289 - 298.

[14] 李守娟,马杰,唐立松,等. 梭梭群落碳交换的尺度转换研究——从叶片到群落[J]. 干旱区研究,2016,33(2):362 - 370. [Li Shoujuan, Ma Jie, Tang Lisong, et al. Scale transformation of carbon exchange over *Haloxylon ammodendron* community: From leaf to community[J]. Arid Zone Research,2016,33(2):362 - 370.]

[15] 马小红,苏永红,鱼腾飞,等. 荒漠河岸胡杨林生态系统涡度相关通量数据处理与质量控制方法研[J]. 干旱区地理,2015,38(3):626 - 635. [Ma Xiaohong, Su Yonghong, Yu Tengfei, et al. Data processing and quality control of eddy covariance in desert riparian forest[J]. Arid Land Geography, 2015, 38(3): 626 - 635.]

[16] Tortell P, Long M, Payne C, et al. Spatial distribution of pCO_2, ΔO_2/Ar and dimethylsulfide (DMS) in polynya waters and the sea ice zone of the Amundsen Sea, Antarctica[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography,2012,71:77 - 93.

[17] Rosane G, Tavano V M, Mendes C R, et al. Sea-air CO_2 fluxes and pCO_2 variability in the Northern Antarctic Peninsula during three summer periods (2008 - 2010)[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography,2017,31(1):1 - 12.

[18] Wrobel I. Monthly dynamics of carbon dioxide exchange across the sea surface of the Arctic Ocean in response to changes in gas transfer velocity and partial pressure of CO_2 in 2010[J]. Oceanologia, 2017,59(4):445 - 459.

[19] Berryman E, Frank J, Massman W, et al. Using a bayesian framework to account for advection in seven years of snowpack CO_2 fluxes in a mortality-impacted subalpine forest[J]. Agricultural and Forest Meteorology,2018,249:420 - 433.

[20] 赵亮,徐世晓,伏玉玲,等. 积雪对藏北高寒草甸 CO_2 和水汽通量的影响[J]. 草地学报,2005,13(3):242 - 247. [Zhao Liang, Xu Shixiao, Fu Yuling, et al. Effects of snow cover on CO_2 flux of northern alpine meadow on Qinghai-Tibetan plateau[J]. Acta Agrestia Sinica,2005,13(3):242 - 247.]

[21] Guo X F, Yang K, Zhao L, et al. Critical evaluation of scalar roughness length parametrizations over a melting valley glacier[J]. Boundary-Layer Meteorology,2011,139(2):307 - 332.

[22] Litt M, Sicart J, Helgason W, et al. Turbulence characteristics in the atmospheric surface layer for different wind regimes over the tropical Zongo Glacier (Bolivia,16°S)[J]. Boundary-Layer Meteorology,2015,154(3):471 - 495.

[23] Lund M, Stiegler C, Abermann J, et al. Spatiotemporal variability in surface energy balance across tundra, snow and ice in Greenland [J]. Ambio,2017,46:81 - 93.

[24] Yao J, Gu L, Han H, et al. The surface energy budget on the debris-covered Koxkar Glacier in China[J]. Environmental Earth Sciences,2014,72(11):4 503 - 4 510.

[25] Krawczyk W, Bartoszewski S. Crustal solute fluxes and transient carbon dioxide drawdown in the Scottbreen Basin, Svalbard in 2002 [J]. Journal of Hydrology,2008,362(3 - 4):206 - 219.

[26] Donnini M, Frondini F, Probst J, et al. Chemical weathering and consumption of atmospheric carbon dioxide in the Alpine region [J]. Global and Planetary Change,2016,136:65 - 81.

[27] Galeczka I, Sigurdsson G, Eiriksdottir E, et al. The chemical composition of rivers and snow affected by the 2014/2015 Bárearbunga eruption, Iceland[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research,2016,316:101 - 119.

[28] Feng F, Li Z Q, Jin S, et al. Hydrochemical characteristics and solute dynamics of meltwater runoff of Urumqi Glacier No. 1, eastern Tianshan, northwest China[J]. Journal of Mountain Science,2012, 9(4):472 - 482.

[29] 王叶堂,侯书贵,鲁安新,等. 近 40 年来天山东段冰川变化及其对气候的响应[J]. 干旱区地理,2008,31(6):813 - 821. [Wang Yetang, Hou Shugui, Lu Anxin, et al. Response of glacier variations in the eastern Tianshan Mountains to climate change during the last 40 years[J]. Arid Land Geography,2008,31(6):813 - 821.]

[30] Farinotti D, Longuevergne L, Moholdt G, et al. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years[J]. Nature Geoscience,2015,8(9):716 - 722.

[31] 韩海东,刘时银,丁永建,等. 科其喀尔巴西冰川的近地层基本气象特征[J]. 冰川冻土,2008,30(6):967 - 975. [Han Haidong, Liu Shiyin, Ding Yongjian, et al. Near-surface meteorological characteristics on the Koxkar Baxi Glacier, Tianshan[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2008,30(6):967 - 975.]

[32] 谢昌卫,丁永建,刘时银,等. 近 30 年来托木尔峰南麓科其喀尔冰川冰舌区变化[J]. 冰川冻土,2006,28(5):672 - 677. [Xie Changwei, DingYongjian, Liu Shiyin, et al. Variation of Keqikaer Glacier terminus in Tomur Peak during last 30 years[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2006,28(5):672 - 677.]

[33] 王玉玉,姚济敏,韩海东,等. 科其喀尔冰川表碛区空气动力学粗糙度分析[J]. 高原气象,2014,33(3):762 - 768. [Wang Yuyu, Yao Jimin, Han Haidong, et al. Analysis of aerodynamic roughness of the debris-covered Keqicar Glacier[J]. Plateau Meteorology,2014,33(3):762 - 768.]

[34] Wharton S, Ma S, Baldocchi D, et al. Influence of regional nighttime atmospheric regimes on canopy turbulence and gradients at a closed and open forest in mountain-valley terrain[J]. Agricultural and Forest Meteorology,2017,237:18 - 29.

[35] Gu S, Tang Y H, Du M Y, et al. Short-term variation of CO_2 flux in relation to environmental controls in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research, 2003,108:4 670 - 4 679.

[36] Zhu Z, Sun X, Wen X, et al. Study on the processing method of nighttime CO_2 eddy covariance flux data in China Flux[J]. Science in China Series D: Earth Sciences,2006,49(2):36 - 46.

[37] Risch A C, Frank D A. Diurnal and seasonal patterns in ecosystem CO_2 fluxes and their controls in a temperate grassland[J]. Rangeland Ecology & Management,2010,63(1):62 - 71.

[38] Kormann R, Meixner F X. An analytical footprint model for non-Neutral stratification[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2001, 99 (2):207 - 224.

[39] 贾庆宇,周广胜,王宇. 沈阳城市 CO_2 通量的足迹分析[J]. 环境科学学报,2010,30(8):1 682 - 1 687. [Jia Qingyu, Zhou Guangsheng, Wang Yu. Footprint characteristics of CO_2 flux over the urban district of Shenyang[J]. Acta Scientiae Circumstantiae,

2010,30(8):1 682 - 1 687.]
〔40〕张勇,刘时银,韩海东,等.天山南坡科其卡尔巴契冰川消融期气候特征分析〔J〕.冰川冻土,2004,26(5):545 - 550.〔Zhang Yong,Liu Shiyin,Han Haidong,et al. Characteristics of climate on the Keqicar Glacier on the south slopes of the Tianshan Mountains during ablation period〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology,2004,26(5):545 - 550.〕
〔41〕王玉玉,姚济敏,韩海东,等.天山南坡科其喀尔冰川表碛区小气候特征研究〔J〕.冰川冻土,2014,36(3):546 - 554.〔Wang Yuyu,Yao Jimin,Han Haidong,et al. Analysis of the microclimatic characteristics in the debris-covered area of the Koxkar Glacier on the southern slope of the Tianshan Mountains〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology,2014,36(3):546 - 554.〕
〔42〕Fortuniak K,Pawlak W,Bednorz L,et al. Methane and carbon dioxide fluxes of a temperate mire in Central Europe〔J〕. Agricultural and Forest Meteorology,2017,232:306 - 318.
〔43〕Niu H W,Kang S C,Shi X F,et al. Water-soluble elements in snow and ice on Mt. Yulong〔J〕. Science of the Total Environment,2017,574:889 - 900.
〔44〕Mouri G. Baseline characteristics of a debris-covered snow-covered gorge in a typical Japanese mountainous terrain〔J〕. Gondwana Research,2016,35:155 - 163.

CO_2 Carbon Flux over Moraine Area of the Koxkar Glacier in the Tianshan Mountains

WANG Jian[1], DING Yong-jian[2], XU Min[2], XU Jun-li[1,2]

(1. *School of Urban and Planning*, *Yancheng Teachers University*, *Yancheng* 224007, *Jiangsu*, *China*;
2. *Northwest Institute of Eco-environment and Resources*, *Chinese Academy of Sciences*, *Lanzhou* 730000, *Gansu*, *China*)

Abstract: At some flux sites, the alpine zone surrounding the measuring tower is affected by complex topography and strong wind, which results in the distortion of atmospheric CO_2 flux. The goal of this study was to carry out a numerical experiment with the eddy covariance system in moraine area of the Koxkar Glacier in the Tianshan Mountains, and to evaluate the integral of footprint function over the considered domain and distance of the corresponding farthest point from the sensor with the ART (Agroscope Reckenholz Tanikon) Footprint Tool base on the Kormann Meixner method. Results are as follows: ① The prevailing wind direction in snow accumulation period was NW, and its frequency accounted for 53.31%. NW wind evolved gradually into NNW one in snow melting season and early ice-glacial ablation season; ② Atmospheric CO_2 sank during the majorly typical period and even snow accumulation period, because soluble substances reacted chemically under snow-ice melting; ③ Temporally, the proportion of more than 80% 0.5 h CO_2 flux data of footprint function in each period was in an order of > snow accumulation period (95.96%) > snow melting period (93.75%) > intense glacial ablation season (86.30%) > early glacial ablation season (82.35%). The footprint distance to the farthest point was almost in reverse order, which meant that the major areas of CO_2 flux contribution were relatively concentrated, and the effect of CO_2 flux change at the glacial terminal and on the ridges could be ignored; ④ Under the stable atmosphere in the daytime, the CO_2 flux $(78.55 \pm 2.08)\%$ was slightly higher than that under the unstable atmosphere $(77.72 \pm 1.41)\%$ at night, but they were significantly lower than the interpretated ones.

Key words: CO_2 flux; flux footprint; eddy covariance system; prevailing wind direction; Koxkar Glacier; Tianshan Mountains